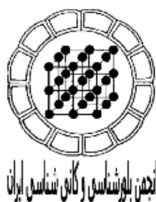
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۰، از صفحهٔ ۲۲۱ تا ۲۳۶



بررسی کانه‌زایی رگه‌های چند فلزی منطقه قره‌چنگل، شمال غرب قزوین

حسین قربانی پرشکوه*، علی عابدینی، صمد علیپور

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۲/۱۷، نسخه نهایی: ۹۹/۵/۱۲)

چکیده: کانی‌سازی نوع رگه‌ای فلزات پایه روی، سرب و مس و فلز گرانبهای طلا در منطقه قره‌چنگل (شمال‌غرب قزوین) در بخش جنوبی ایالت فلززایی طارم- هشتجین قرار دارد. سنگ‌های آتشفشانی تراکی‌آندزیت، ریولیت و داسیت و سنگ‌های آذرآواری توف، توفیت و شیل‌توفی (ائوسن) میزبان این کانی‌سازی هستند. دگرسانی‌های قابل تشخیص پیرامون رگه‌های کانه‌زا شامل آرژیلیک، سریسیتی، پروپیلیتیک و سیلیسی هستند. کانه‌زایی به دو شکل درونزاد و برونزاد رخ داده است. کانه‌های درونزاد شامل اسفالریت، گالن، کالکوپیریت، پیریت، مگنتیت، طلا، دیژنیت و بورنیت هستند که با انباشت‌های کانیایی برونزاد چون کالکوسیت، کوولیت، سروزیت، مالاکیت، آزوریت، هماتیت و گوتیت همراهی می‌شوند. کلسیت و کوارتز باطله‌های همراه این کانه‌زایی هستند. بافت کانسنگ رگه-رگچه‌ای، جانشینی، برشی، پراکنده، تیغه‌ای و پرکننده فضای خالی است. بر اساس بررسی‌های زمین‌شیمیایی، سنگ‌های درونگیر آتشفشانی، پرآلومین هستند و ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی دارند. غنی‌شدگی K، Ba و Cs در مقایسه با Ti، Nb و Zr، غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREEs) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREEs) و رخداد بی هنجاری منفی Nb بیانگر تشکیل ماگمای ایجاد کننده سنگ‌های آتشفشانی در پهنه فرورانش هستند. بررسی میانبارهای سیال در کانی کوارتز همزمان تشکیل شده با کانه‌های سولفیدی نشان داد که آنها به طور عمده از نوع مایع+بخار (L+V) و دارای دمای همگن‌شدگی در گستره ۲۰۲ تا ۲۴۷ درجه سانتی‌گراد هستند. شوری میانبارهای سیال نیز در گستره ۱۰ تا ۲۲ درصد وزنی معادل نمک طعام است. بر اساس یافته‌های ریزدماسنجی، جوشش و سرد شدن مهم‌ترین ساز و کار تشکیل رگه‌های کانه‌دار هستند. شواهدی چون همزیستی میانبارهای سیال غنی از مایع و بخار، برشی‌شدن، حضور کوارتز ریزبلورین و کلسیت تیغه‌ای، تاییدی بر رخداد پدیده جوشش طی تشکیل رگه‌های کانه‌زا هستند. ترکیب نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی، بافت و دگرسانی‌های همراه، زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی و ریزدماسنجی میانبارهای سیال نشان می‌دهند که کانه‌زایی در منطقه قره‌چنگل بیشترین شباهت را به ذخایر فراگرمایی سولفیدشدگی پایین دارد.

واژه‌های کلیدی: *کانی‌سازی؛ جایگاه زمین‌ساختی؛ میانبار سیال؛ فراگرمایی سولفیدشدگی پایین؛ قره‌چنگل.*

مقدمه

چرخه فعالیت ماگمایی البرز در گستره زمانی ائوسن- الیگوسن منجر به تشکیل و گسترش مجموعه گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین (آتشفشانی، نفوذی و نیمه عمیق) و آذرآواری همراه با رخداد کانه‌زایی‌های متنوع در پهنه فلززایی طارم- هشتجین شده است [۱، ۲]. این پهنه شامل دو بخش کوه‌های هشتجین در شمال و کوه‌های طارم در جنوب است و در بخش غربی کمان البرز قرار دارد (شکل ۱). منطقه قره‌چنگل بخشی از کوه‌های طارم در این پهنه است. نبود تشکیلات سنگی سیلورین، دونین و کربونیفر و ضخامت زیاد سنگ‌های آتشفشانی و آذر آواری (سازند کرج به سن ائوسن) از مهمترین ویژگی‌های زمین‌شناسی این منطقه به شمار می‌رود (شکل ۲).

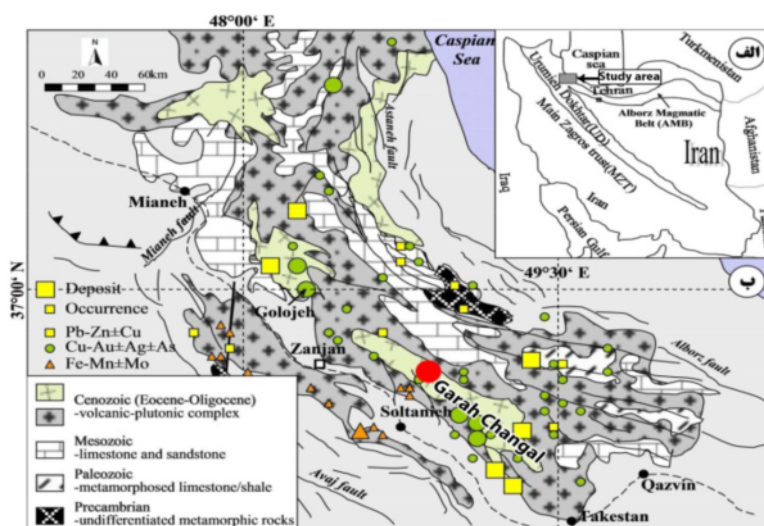
منطقه قره‌چنگل بخشی از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ زنجان بوده و در ۸۰ کیلومتری شمال غرب شهر قزوین واقع است. با وجود

*نویسنده مسئول، تلفن: ۳۲۹۷۲۱۳۴(۰۴۴)، نمابر: ۳۲۷۷۶۷۰۷(۰۴۴)، پست الکترونیکی: shalizar33@gmail.com

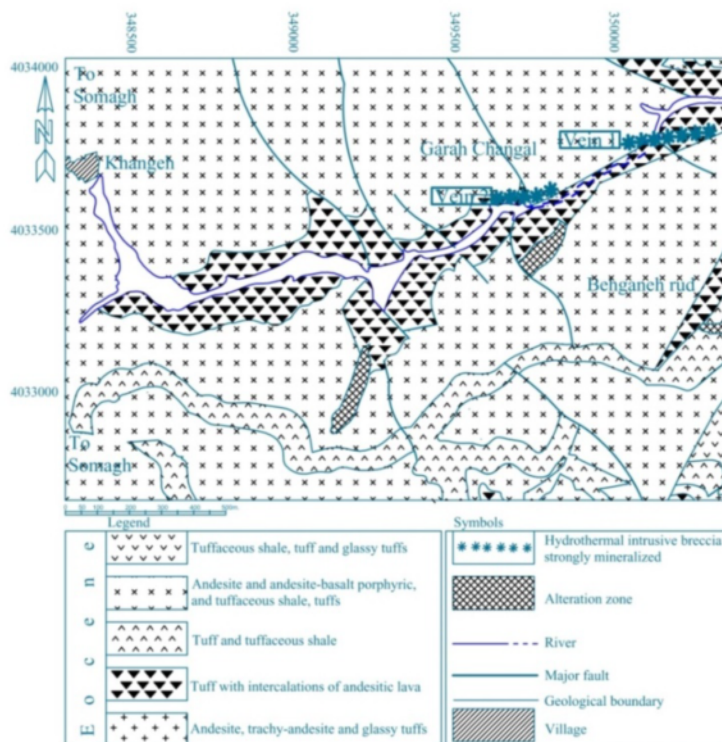
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.15.2]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.221]

بررسی‌های زمین‌شناسی به نسبت جامع پیرامون پهنه فلززایی طارم- هشتجین، به ویژه در دهه‌های ۱۳۶۰ و ۱۳۹۰ شمسی (به ترتیب توسط گروه‌های اکتشافی آلمانی با همکاری کارشناسان شرکت‌های معدنی تهران پادیر، امین خرمدشت، فراپارس و ته‌ته البرز) و نیز بررسی‌های سنگ شناسی و زمین ساختی [۳-۶]، تاکنون بررسی دقیق و جامعی پیرامون زمین-شناسی اقتصادی ذخیره چند فلزی منطقه قره‌چنگل انجام نشده است. در این پژوهش، براساس شواهد زمین‌شناسی، بافتی و کانی‌شناسی رگه‌های کانه‌دار، زمین‌شیمی سنگ‌های درونگیر آتشفشانی و بررسی میانبارهای سیال در بلورهای کوارتز همزمان تشکیل شده با کانه‌های سولفیدی، اطلاعات جامعی از روند کانی‌سازی، سازوکار تشکیل و نوع ذخیره قره-چنگل به دست آمد.



شکل۱ موقعیت منطقه قره‌چنگل الف) در بخش غربی قوس ماگمایی البرز [۱] و ب) پهنه طارم- هشتجین (برگرفته از مرجع [۲] با اندکی تغییرات).



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی- کانی‌سازی منطقه قره‌چنگل.

زمین‌شناسی منطقه

اغلب سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری در منطقه قره‌چنگل مربوط به سازند کرج هستند. عضو کرد کند (سازند کرج) در منطقه به دلیل اثر گسل پاجی ضخامتی حدود ۱۸۰۰-۲۰۰۰ متر دارد و به واحدهای توفی، توفیتی و آتشفشانی قابل تفکیک است. عضو آمند (سازند کرج) در منطقه به واحدهای آتشفشانی توفی، توفیتی و شیل‌های توفی تقسیم می‌شود و در دو طرف رودخانه پاجی حدود ۴۰۰ تا۵۰۰ متر ضخامت دارد. در کل، واحدهای سنگی منطقه قره چنگل را می‌توان به سه بخش کلی تقسیم کرد: الف) بخش توفیتی شامل واحدهای آذرآواری و آواری بیشتر دربردارنده شیل‌های توفی و لاپیلی توف با رنگ‌های خاکستری روشن تا خاکستری تیره و قرمز است که در دو طرف رودخانه پاجی و پیرامون منطقه قره چنگل دیده می‌شوند. بافت سنگ برشی بوده و به شدت دگرسان شده است. ب) بخش توفی شامل توف‌های داسیتی، ریوداسیتی و آندزیتی در غرب رودخانه پاجی گسترش بیشتری دارد. رنگ هوازده آنها سبز، خاکستری یا سفید است و فلدسپارها و کوارتز با بافت پورفیری و آواری، کانی‌های عمده تشکیل دهنده آنها هستند. در بخش‌هایی از این واحدها بر اثر عملکرد توده نفوذی، پهنه‌های کانه‌دار به وجود آمده است. پ) بخش آتشفشانی شامل واحدهای آندزیت، داسیت و تراکی آندزیت بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی متوسط تشکیل شده و بافت عمده آنها پورفیری است و پلاژیوکلازها در متن میکروسکوپی دیده می-شوند. واحدها آواری بوده و بلورهای کوارتز بی‌شکل با لبه‌های خورده شده و خلیجی به صورت درشت بلور هستند و در نمونه دستی کانی گالن به همراه کوارتز دیده می‌شود.

گسل پاجی (گسله قائم با روند شمال شرقی- جنوب غربی) و گسل زه‌آباد مهمترین گسله‌های منطقه هستند. حرکت‌های زمین‌ساختی اواخر ائوسن و الیگوسن موجب چین‌خوردگی، گسلش و ایجاد پهنه‌های برشی شده است. این واکنش‌ها، سبب نفود و فعالیت سیال‌های گرمابی، رخداد و گسترش فرایندهای دگرسانی و سرانجام، تشکیل رگه‌های کانه‌دار از فلزات گرانبها و پایه شده است. بر پایه شواهد صحرایی، مهمترین رگه‌های کانه‌سازی شده در منطقه دو سامانه رگه‌ای کوارتز- سولفید هستند. آنها با فاصله حدود ۱۰۰ متر از هم دارای راستای شرقی- غربی (روند گسل اصلی در منطقه)، شیب تقریبی ۹۰ درجه، درازای کلی ۳۰۰ متر، ستبرای متوسط ۱ متر و عمق بیش از ۱۰۰ متر هستند. سنگ‌های میزبان (بیشتر آندزیت و توف) ساخت و بافت‌های برشی، رگه- رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی دارند. در نمونه‌های دستی، کانی‌شناسی رگه‌ها بسیار شبیه بوده و شامل گالن، اسفالریت، کالکوپیریت و پیریت است.

روش بررسی

این پژوهش در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. در پیمایش صحرایی از سنگ‌های آذرین میزبان کانه‌زایی، رگه‌های کوارتزی-سولفیدی و پهنه‌های مختلف دگرسانی (از سطح و داخل تونل ها و ترانشه ها) تعداد ۹۰ نمونه برداشت شد. در بخش آزمایشگاهی، نخست از بین نمونه‌های برداشت شده تعداد ۴۲ نمونه مناسب انتخاب شده و با تهیه ۲۰ مقطع نازک و ۲۵ مقطع صیقلی، ویژگی‌های میکروسکوپی آنها با میکروسکوپ دو منظوره بررسی شدند. سپس، به منظور تعیین نوع ذخیره قره‌چنگل، ۱۰ نمونه برداشت شده از پهنه‌های دگرسانی برای شناسایی فازهای کانیایی، به روش پراش پراش پرتو X (XRD) تجزیه گردیدند. طیف‌های XRD با دستگاه ساخت شرکت زیمنس (مدل ۵۰۰۰) با پرتوی Cu Kα، تکفام سازهای گرافیت ثابت شده، ولتاژ ۴۰ کیلو ولت، جریان ۴۰ میلی آمپر، سرعت روبش ۲ درجه بر دقیقه در گستره $2\theta = 2-70^{\circ}$ در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تهیه شدند. همچنین، مقادیر عناصر اصلی، فرعی و جزئی ۹ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی با کمترین درجه دگرسانی و هوازدگی، به ترتیب با طیف‌سنج فلورسانس پرتوی X (XRF) ساخت شرکت فیلیپس مدل PW 1480 و طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه زرآزمای زنجان اندازه‌گیری شدند. برای اندازه‌گیری مقادیر عناصر جزئی و خاکی نادر حدود ۰٫۵ گرم از هر نمونه با بورات لیتیم ترکیب و در اسید نیتریک رقیق گردیدند. مقدار مواد فرار (LOI) نمونه‌ها بر اساس اختلاف وزن نمونه‌ها پیش و پس از گرمادهی برای یک ساعت در دمای ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد در شرکت یاد شده تعیین شدند. گستره آشکارسازی برای اکسیدها (عناصر اصلی و فرعی) ۰٫۰۰۱ تا ۰٫۰۱ درصد وزنی، برای عناصر جزئی ۰٫۰۲ تا ۱ گرم در تن و برای لانتانیدها ۰٫۰۱ تا ۰٫۵ گرم در تن بود.

بررسی میانبارهای سیال برای رگه‌های کوارتزی- سولفیدی دربردارنده گالن، کالکوپیریت و پیریت با تهیه و بررسی ۱۰ نمونه دوبر صیقل با میکروسکوپ نوری انجام شد. پس از بررسی‌های نوری، برای ریزدماسنجی دو تراشه تهیه شده و پارامترهای دمایی میانبارهای سیال با دستگاه گرمایش و سرمایش لینکام مدل THMSG600 متصل به میکروسکوپ

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.15.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.221]

زایسس در آزمایشگاه کانی‌شناسی دانشگاه اصفهان اندازه‌گیری شد. واسنجی دستگاه طی گرمایش با دقت ^{o}C ۰٫۶± با ماده استاندارد نیترات سزیم (با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه سانتی‌گراد)، و طی سرمایش با دقت ^{o}C ۰٫۲± با مایع استاندارد n–هگزان (با نقطه ذوب ۹۴٫۳- درجه سانتی‌گراد) انجام شد.

نتایج و بحث

دگرسانی‌های همراه

بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که ضخامت هاله دگرسانی پیرامون رگه‌های کانه‌زا از چند سانتی‌متر تا ۲ متر متغیر بوده و با افزایش فاصله از رگه، به ترتیب شامل دگرسانی‌های سیلیسی، سریسیتی، آرژیلیک و پروپیلیتیک است. بیشترین کانه‌زایی (اغلب به صورت سولفیدی) در نمونه‌های دستی پهنه دگرسانی سیلیسی دیده می‌شود. پهنه دگرسانی سریسیتی در پیرامون پهنه دگرسانی سیلیسی قابل مشاهده است. بر اساس نتایج XRD، سریسیت، کوارتز، پیریت همراه با مقادیر کمتر کائولینیت، کلسیت و انیدریت کانی‌های سازنده این پهنه دگرسانی هستند. دگرسانی آرژیلیک با گسترش بیشتر نسبت به دو دگرسانی یاد شده، دگرسانی سریسیتی را دربر گرفته است. کوارتز، کائولینیت، مونت‌موریلونیت، ایلیت و مقدار کمی سریزیت و پیریت در این پهنه حضور دارند (جدول ۱). دگرسانی پروپیلیتیک در دورترین فاصله نسبت به محل رگه‌ها گسترش یافته و با کانی‌های شاخص کلریت، اپیدوت، کلسیت همراه با کوارتز، آلبیت، زئولیت و هماتیت قابل تشخیص است.

کانه‌زایی

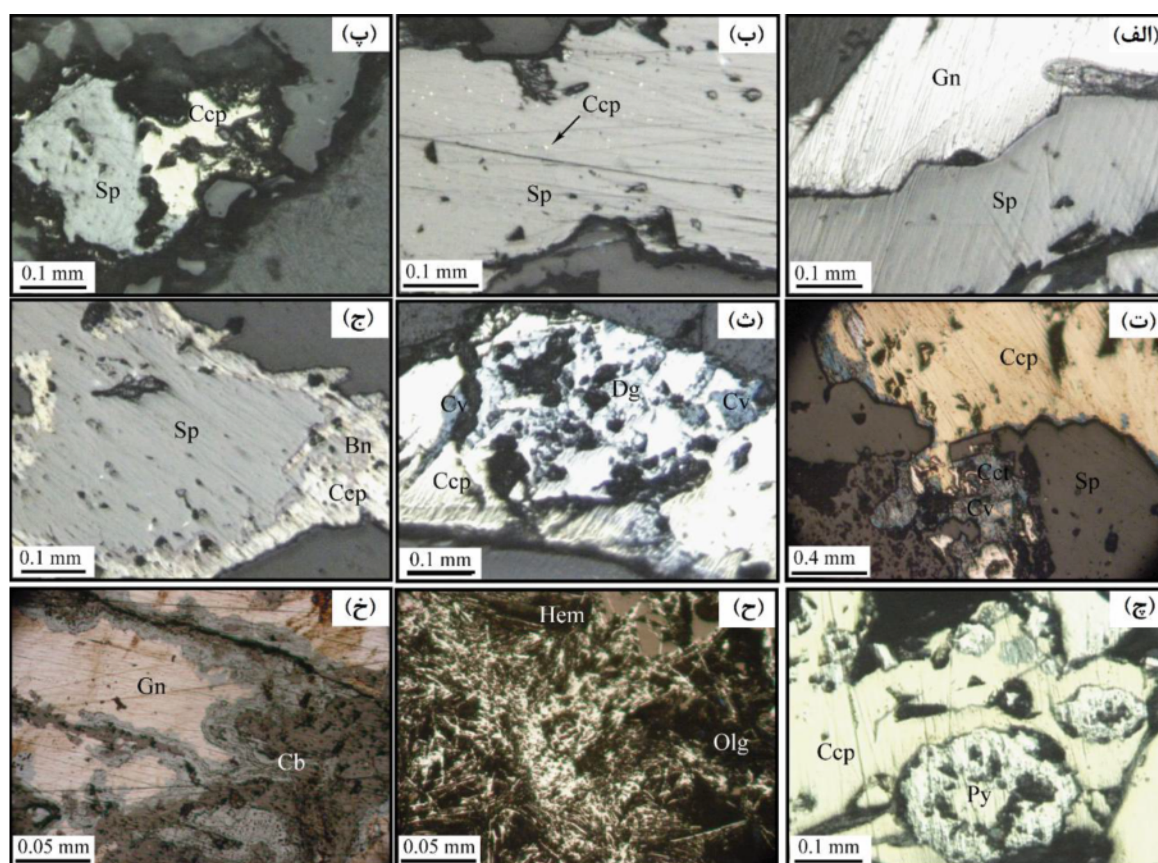
رخداد کانه‌زایی در منطقه قره‌چنگل را می‌توان در ۶ دسته کلی در نظر گرفت که در ادامه بیان می‌شود:

گالن- سروزیت- آنگلزیت: گالن مهم‌ترین کانی فلزی در این منطقه است که با اندازه چند میکرون تا حدود ۳ میلی‌متر، اغلب به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل همراه با اسفالریت و کالکوپیریت تشکیل شده است. این کانه به صورت رگچه‌ای و پر کننده فضای خالی در بین بلورهای کوارتز دیده می‌شود. گالن از لبه‌ها در حال جانشینی به جای کالکوپیریت است. در اثر عملکرد فرآیندهای زمین ساختی طی کانه‌زایی، حفره‌های مثلثی شکل گالن در برخی از بلورها دچار خمیدگی شده‌اند. گالن در برخی موارد، از اطراف و محل شکستگی‌ها در اثر سیال های کربنیک توسط سروزیت در حال جایگزینی است. با افزایش سولفیدشدگی محیط، آنگلزیت نیز در لبه گالن تشکیل شده است. افزون بر این، در لبه برخی از بلورها به ندرت ذرات کوچکی از کانی کوولیت نیز دیده می‌شود (شکل ۳ الف).

اسفالریت: این کانه به عنوان فراوان‌ترین کانی سولفیدی، به صورت رگچه‌ای و بی‌شکل پرکننده فضاهای خالی، در شکستگی‌ها و فضای بین برش‌ها دیده می‌شود. گاهی در این کانه، ذرات کوچکی از کالکوپیریت به شکل میانبارهای کوچک قابل مشاهده است. این کانه در برخی از مقاطع، با کالکوپیریت و گالن مرزهای تعادلی دارد (شکل‌های ۳ ب و پ).

جدول۱ نتایج تجزیه نمونه‌های پهنه‌های دگرسانی مختلف از منطقه قره‌چنگل به روش XRD.

شماره نمونه	نوع پهنه دگرسانی	کانی‌های اصلی	کانی‌های فرعی
Alt-1	دگرسانی سریسیتی	سریسیت، کوارتز، پیریت	کائولینیت، کلسیت و انیدریت
Alt-2	دگرسانی سریسیتی	سریسیت، کوارتز	پیریت، کلسیت
Alt-3	دگرسانی سریسیتی	سریسیت، کوارتز، پیریت	کائولینیت، کلسیت
Alt-4	دگرسانی آرژیلیک	کوارتز، کائولینیت، مونت‌موریلونیت،	پیریت، ایلیت
Alt-5	دگرسانی آرژیلیک	کوارتز، کائولینیت،	ایلیت، مونت‌موریلونیت
Alt-6	دگرسانی آرژیلیک	کوارتز، کائولینیت، مونت‌موریلونیت	ایلیت
Alt-7	دگرسانی آرژیلیک	کوارتز، کائولینیت، ایلیت	سریزیت، پیریت
Alt-8	دگرسانی پروپیلیتیک	کلریت، اپیدوت،	کوارتز، زئولیت و هماتیت
Alt-9	دگرسانی پروپیلیتیک	کلریت، اپیدوت، کلسیت	کلسیت، آلبیت
Alt-10	دگرسانی پروپیلیتیک	کلریت، اپیدوت،	کلسیت، هماتیت



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از رخداد کانه‌زایی در منطقه قره‌چنگل. الف) کانه‌زایی گالن (Gn) همرا با اسفالریت (Sp)، ب) بلورهای درشت اسفالریت (Sp) با میانبارهای کوچکی از کالکوپیریت (Ccp)، پ) هم رشدی اسفالریت با کالکوپیریت، ت) بلورهای کالکوپیریت که از لبه به کوولیت (Cv) و کالکوسیت (Cct) تبدیل شده‌اند، ث) جانشینی کوولیت و دیژنیت (Dg) به جای کالکوپیریت، ج) بلورهای کالکوپیریت دربرگیرنده اسفالریت که خود از لبه‌ها به بورنیت (Bn) تبدیل شده است، چ) کانه‌زایی کالکوپیریت به صورت لکه‌ای همراه با پیریت (Py) با بافت گل‌کلمی، ح) بلورهای کشیده هماتیت (Hem) همراه با سنگدانه‌های سوزنی شکل اولیژیست (Olg) و خ) اکسایش سرب و تشکیل کانی‌های کربناتی (Cb). همه تصاویر در نور بازتابی تهیه شده‌اند.

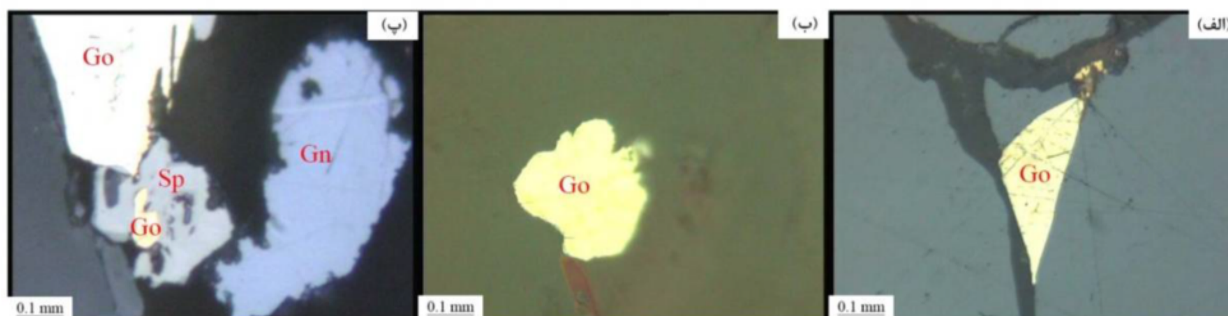
کالکوپیریت- بورنیت- کوولیت- کالکوسیت: کالکوپیریت مهمترین کانه مس‌دار در ذخیره قره‌چنگل است. بلورهای کوچک‌تر این کانه به ندرت توسط بورنیت، هماتیت، کوولیت و کالکوسیت جایگزین شده‌اند (شکل ۳ت). رگچه‌های کالکوپیریت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار همراه با گالن و اسفالریت و گاهی با پیریت به صورت پرکننده فضاهای خالی در واحدهای برشی و نیز در اسفالریت دیده می‌شوند. کوولیت، دیژنیت (شکل ۳ ث) و کالکوسیت از لبه‌ها در حال جانشین شدن به جای کالکوپیریت هستند. بورنیت به همراه کلسیت و کوارتز نیز در برخی از مقاطع مورد بررسی دیده می‌شود (شکل ۳ ج). مالاکیت نیز از فرآورده‌های دگرسانی کالکوپیریت است.

پیریت: این کانه اغلب در کنار اسفالریت و گاهی همراه با کالکوپیریت در رگچه‌های کوارتزی و در فضای خالی بین بلورهای کوارتز دیده می‌شود. پیریت در برخی از نمونه‌ها به شدت متحمل دگرشکلی شده (شکل۳ چ) و در اثر دگرسانی برونزاد، در حال تبدیل به هماتیت و گوتیت است.

مگنتیت- هماتیت- گوتیت- الیژیست: اغلب بلورهای مگنتیت به طور کامل با هماتیت و یا گوتیت جانشین شده‌اند. هماتیت‌های بی‌شکل به همراه گوتیت، اغلب به صورت رگچه‌ای در شکستگی‌ها تشکیل شده‌اند. الیژیست به صورت بلورهای باریک و کشیده در اندازه‌هایی در گستره ۳ تا ۱۵۰ میکرون در فضاهای خالی تشکیل شده‌اند. انباشت این کانه به ندرت به صورت دسته‌های شعاعی شکل نیز دیده می‌شود (شکل‌های ۳ ح و خ).

طلا: در مقاطع میکروسکوپی، طلا به دو صورت آزاد و بدون درگیری با سایر کانی‌ها و در لبه‌های اسفالریت دیده می‌شود (شکل ۴ الف، ب و پ) .

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.15.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.221]



شکل ۴ حضور طلا در مقاطع میکروسکوپی (نور بازتابی) الف و ب) به صورت آزاد و بدون درگیری با سایر کانی‌ها و پ) در لبه‌های اسفالریت.

بافت ماده معدنی

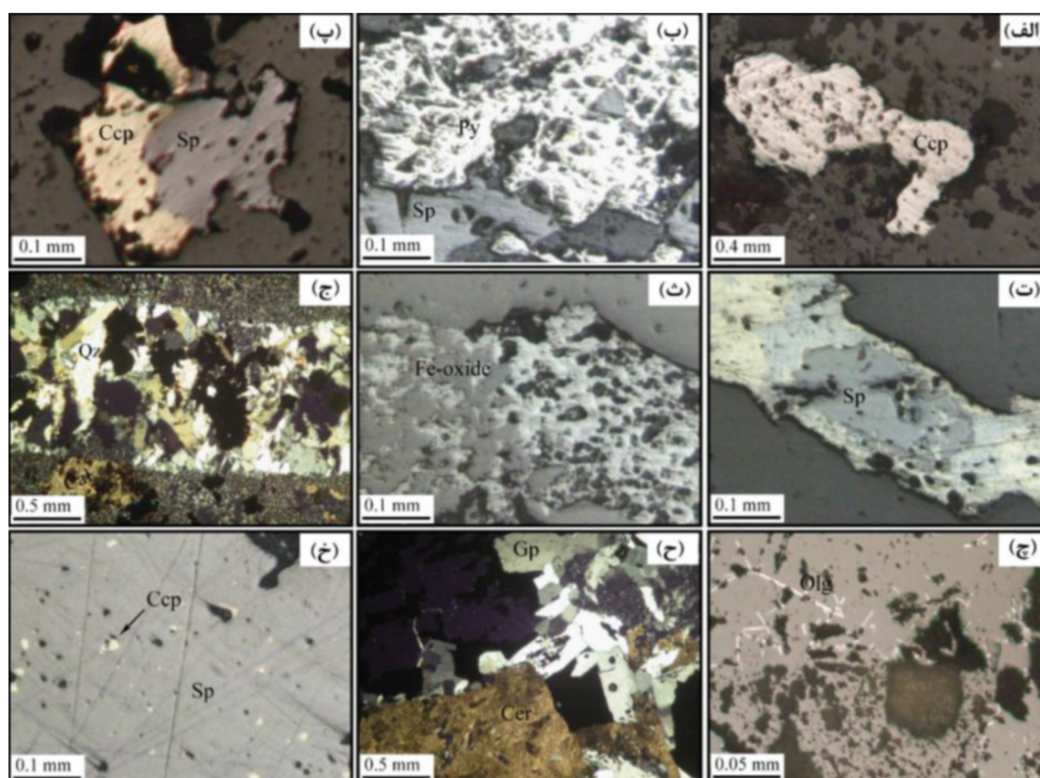
چند بافت در رگه‌ها و رگچه‌های کانه‌زا قابل تشخیص هستند که در ادامه بیان می‌شوند.

بافت دانه پراکنده ناشی از توزیع پراکنده بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار پیریت وکالکوپیریت در توف‌ها و قطعه‌های برشی است (شکل ۵ الف).

بافت آواری مربوط به رگچه‌های پیریتی و کالکوپیریتی است (شکل ۵ ب).

بافت پرکننده فضاهای خالی در نتیجه حضور کانه‌های گالن و اسفالریت همراه با کالکوپیریت و پیریت در فضاهای خالی بین بلورهای کوارتز در رگچه‌های کانه‌زایی شده ایجاد گردیده است (شکل ۵ پ).

بافت جانشینی نتیجه جانشینی گالن و اسفالریت به جای کالکوپیریت و جانشینی کالکوپیریت از لبه با بورنیت، کوولیت و کالکوسیت است (شکل ۵ ت).



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی از رخداد کانه‌زایی در منطقه قره‌چنگل: الف) بلور کالکوپیریت (Ccp) افشان در واحد توفی، ب) پیریت (Py) خرد شده همراه با اسفالریت (Sp) در برش گرمابی، پ) تشکیل کالکوپیریت به همراه اسفالریت در فضای خالی، ت) حضور اسفالریت در رگچه‌های کانه-زایی شده، ث) رگچه اکسید آهن (هماتیت)، ج) حضور کانی‌های تیره در رگچه کوارتزی (Qz) به همراه کلسیت (Cal)، چ) بلورهای الیژیست (Olg) با بافت سوزنی و تیغه‌ای در باطله کوارتز، ح) بلورهای تیغه‌ای و سوزنی سروزیت (Cer)، سنگ گچ (Gp) در پهنه کانه‌زایی شده. خ) بافت ناآمیختگی اسفالریت با کالکوپیریت. تصاویر ج و ح در نور شکستی قطبیده متقاطع (XPL) و بقیه تصاویر در نور بازتابی تهیه شده‌اند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.15.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.221]

بافت رگه-رگچه‌ای رایج‌ترین بافت در ذخیره قره‌چنگل و شامل کانه‌های سولفیدی و اکسیدی است. در این بافت، کالکوپیریت به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار همراه با بلورهای نیمه‌شکل‌دار پیریت و بلورهای درشت بی‌شکل اسفالریت در رگچه‌های کوارتزی و در بلور توف ریولیتی دیده می‌شود. افزون بر این، پیریت به صورت رگچه‌ای در برش گرمابی نیز قابل مشاهده است (شکل‌های ۵ ث و ج).

بافت تیغه‌ای در برش‌های گرمابی دیده می‌شود که در آن بلورهای تیغه‌ای و سوزنی شکل الیژیست در بین بلورهای درشت کوارتز حضور دارند (شکل‌های ۵ چ و ح).

بافت ناآمیختگی دربردارنده هم رشدی کانی‌های کالکوپیریت و اسفالریت به صورت دسته‌های موازی و در راستای مشخص است (شکل ۵ خ).

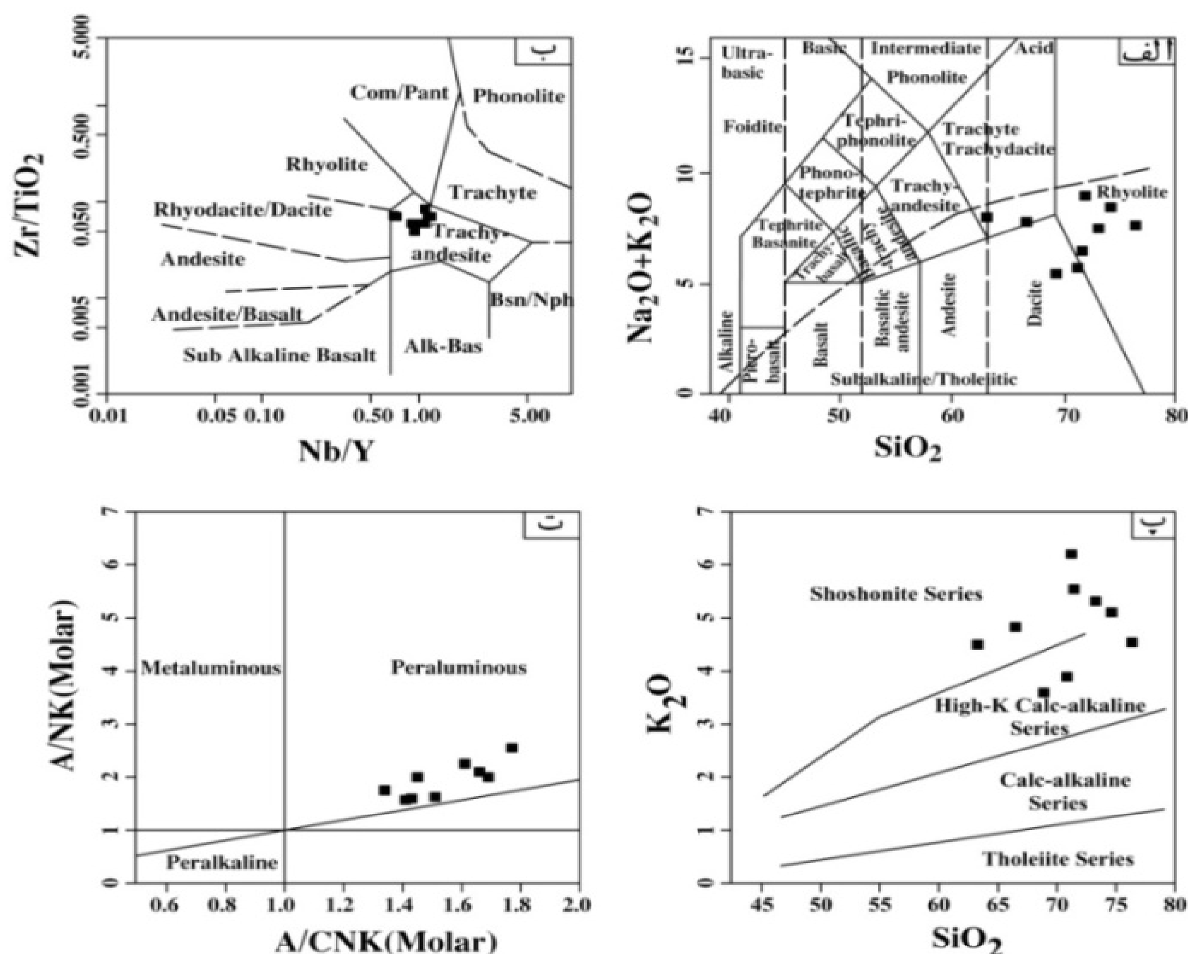
زمین‌شیمی سنگ‌های درونگیر آتشفشانی

مقادیر عناصر اصلی، فرعی و جزئی سنگ‌های آتشفشانی میزبان رگه-رگچه‌های کانه‌دار منطقه قره‌چنگل در جدول ۲ ارائه شده است. بر این اساس، مقدار SiO_2، K_2O و Na_2O سنگ‌های آتشفشانی به ترتیب در گستره‌های ۶۳٫۱۲ تا۷۶٫۲۰، ۳٫۵۸ تا ۶٫۲۲ و ۰٫۴۳ تا ۳٫۶۰ درصد وزنی در تغییر است. مجموع K_2O+Na_2O در این سنگ‌ها در گستره ۵٫۵۲ تا ۹٫۰۳ درصد وزنی تغییر می‌کند. رده بندی واحدهای آتشفشانی بر پایه نسبت اکسیدهای اصلی در نمودار SiO_2 نسبت به (K_2O+Na_2O) [۷] نشان می‌دهد که واحدهای آتشفشانی منطقه در سه گروه ریولیت، داسیت و تراکیت-تراکی‌داسیت جای می‌گیرند (شکل ۶ الف). از آنجاکه این سنگ‌ها کمابیش دستخوش فرآیندهای دگرسانی شده‌اند، برای نامگذاری دقیق‌تر از نمودار Nb/Y نسبت به Zr/TiO_2 [۸] استفاده شد. بر این اساس، همه سنگ‌های آتشفشانی ترکیب در حد تراکی‌آندزیت دارند (شکل ۶ ب). بر پایه نمودار K_2O/SiO_2 [۹]، سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی از سری ماگمایی آهکی قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی هستند (شکل۶ پ). بر اساس نمودار دومتغیره $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ نسبت به $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ [۱۰]، واحدهای سنگی نام برده در گستره پرآلومین قرار دارند (شکل ۶ ت).

جدول۲ نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی میزبان رگه‌های کانه‌زای منطقه قره‌چنگل.

نمونه	حد آشکارسازی	R-1	R-2	R-3	R-4	R-5	R-6	R-7	R-8	R-9
SiO_2 (wt%)	۰٫۰۱	۷۱٫۴۴	۷۴٫۰۸	۷۲٫۹۶	۷۶٫۲۰	۷۱٫۱۵	۶۳٫۱۲	۶۹٫۲۷	۶۶٫۶۱	۷۱٫۷۲
Al_2O_3	۰٫۰۱	۱۳٫۴۲	۱۳٫۵۰	۱۳٫۲۰	۱۲٫۶۴	۱۳٫۲۲	۱۶٫۲۵	۱۴٫۲۰	۱۶٫۷۵	۱۴٫۵۱
Fe_2O_3	۰٫۰۱	۱٫۶۷	۱٫۱۶	۱٫۴۴	۱٫۰۶	۱٫۷۱	۲٫۹۶	۲٫۱۷	۳٫۳۷	۱٫۹۱
CaO	۰٫۰۱	۱٫۳۰	۱٫۰۹	۲٫۳۳	۰٫۶۴	۲٫۳۶	۳٫۰۹	۲٫۵۲	۲٫۱۷	۱٫۰۹
K_2O	۰٫۰۱	۶٫۲۲	۵٫۱۰	۵٫۳۳	۴٫۵۵	۳٫۹۰	۴٫۵۱	۳٫۵۸	۴٫۸۳	۵٫۵۵
MgO	۰٫۰۱	۱٫۰۱	۰٫۴۵	۰٫۹۳	۰٫۳۷	۱٫۱۷	۱٫۱۸	۱٫۰۵	۰٫۳۹	۰٫۳۶
MnO	۰٫۰۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۱۹	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۲	<۰٫۰۵
Na_2O	۰٫۰۱	۰٫۴۳	۳٫۴۰	۲٫۱۵	۳٫۱۸	۱٫۹۵	۳٫۶۰	۱٫۹۴	۳٫۰۶	۳٫۴۸
P_2O_5	۰٫۰۰۱	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۱۲	۰٫۲۱	۰٫۱۰	۰٫۲۳	۰٫۱۷
TiO_2	۰٫۰۰۱	۰٫۶۰	۰٫۳۳	۰٫۳۲	۰٫۳۳	۰٫۴۱	۰٫۸۴	۰٫۵۵	۰٫۴۲	۰٫۳۵
L.O.I	-	۳٫۶۵	۰٫۶۶	۰٫۷۹	۰٫۷۹	۳٫۷۲	۳٫۹۳	۴٫۴۷	۱٫۹۶	۰٫۷۶
مجموع	-	۹۹٫۹۱	۹۹٫۹۰	۹۹٫۷۲	۹۹٫۸۸	۹۹٫۸	۹۹٫۷۹	۹۹٫۹۵	۹۹٫۸۷	۹۹٫۹۰
Ba (ppm)	۰٫۲	۱۰۴۰	۱۰۳۳	۹۹۷	۱۳۰۲	۹۳۱	۶۶۷	۴۴۹	۸۹۵	۸۸۵
Cs	۰٫۱	۱۲٫۴	۱٫۴	۲٫۱	۳۲	۶٫۵	۶٫۸	۹٫۵	۳٫۵	۱٫۵
U	۰٫۰۲	۲	۲٫۹	۴٫۳	۵	۲٫۸	۲٫۶	۲٫۸	۳٫۴	۴٫۱
Nb	۰٫۵	۱۸٫۱	۲۱٫۶	۲۱٫۴	۲۱	۲۴٫۱	۱۷٫۵	۲۰٫۵	۱۱٫۴	۱۰٫۳
Rb	۰٫۱	۱۴۱	۹۱	۱۴۵	۷۸	۱۳۵	۱۶۲	۱۵۴	۱۴۲	۱۳۸
Sr	۰٫۱	۸۶٫۷	۱۶۸٫۲	۱۹۱٫۸	۴۶۲٫۵	۱۶۸٫۷	۳۶۱٫۳	۱۹۷	۲۳۷٫۶	۱۶۶
Ta	۰٫۰۱	۰٫۹۶	۱٫۷۲	۲	۱٫۷۸	۲٫۰۸	۱٫۰۹	۱٫۳۹	۰٫۵	۰٫۶
Pb	۰٫۲	۷۰	۴۰	۵۰	۲۰	۲۴	۵۳	۲۲	۲۸۶	۳۶۵
Th	۰٫۰۲	۷٫۸۴	۱۳٫۵۴	۱۳٫۳۷	۱۴٫۵۵	۱۲٫۲	۵٫۶۴	۱۱٫۴۹	۱۱٫۲۳	۱۴٫۹۱
Zr	۱	۱۲۹	۱۱۰	۱۰۷	۱۳۵	۹۰	۸۹	۱۰۸	۱۴۳	۱۰۸
Y	۰٫۰۵	۱۶٫۴	۱۵٫۸	۱۶٫۵	۱۸٫۱	۲۰٫۶	۱۸٫۳	۱۶٫۷	۱۴٫۷	۱۶٫۳
La (ppm)	۰٫۵	۲۲	۳۳	۳۳	۳۵	۳۶	۲۸	۳۴	۲۶	۳۲
Ce	۰٫۵	۴۳	۵۶	۶۲	۶۳	۶۹	۴۹	۵۷	۵۴	۵۹
Pr	۰٫۰۵	۵٫۲۶	۶٫۱۵	۶٫۳۲	۶٫۵۱	۸٫۱۱	۶٫۶۲	۶٫۸۵	۴٫۸۹	۵٫۷۵
Nd	۰٫۵	۲۰٫۵	۲۱٫۳	۲۱٫۱	۲۲٫۹	۲۹٫۳	۲۷	۲۵٫۹	۱۸٫۵	۱۹٫۷
Sm	۰٫۰۲	۳٫۷۴	۳٫۶۸	۳٫۶۳	۳٫۸۱	۵٫۵۹	۵٫۰۲	۴٫۶	۳٫۲۷	۳
Eu	۰٫۰۱	۱٫۳۳	۰٫۸۴	۰٫۹۲	۰٫۹۸	۱٫۳۴	۱٫۷۳	۱٫۲۷	۱٫۰۳	۰٫۷۳
Gd	۰٫۰۵	۳٫۳۶	۳٫۳۹	۳٫۵۲	۳٫۷	۴٫۸۸	۴٫۴۶	۴٫۱۳	۲٫۳۳	۲٫۲۵
Tb	۰٫۰۱	۰٫۵۱	۰٫۵۴	۰٫۵۶	۰٫۵۶	۰٫۷۳	۰٫۶۸	۰٫۶۲	۰٫۵۴	۰٫۵۴
Dy	۰٫۰۲	۳٫۳۹	۳٫۲۵	۳٫۱۷	۳٫۵۱	۴٫۳۶	۳٫۹۱	۳٫۷۷	۲٫۵۶	۲٫۸۲
Er	۰٫۰۵	۱٫۹۹	۲٫۰۴	۱٫۸۲	۲٫۱۴	۲٫۳۳	۱٫۹۱	۲٫۱۱	۲٫۰۴	۲٫۲۴
Tm	۰٫۰۱	۰٫۳۸	۰٫۳۳	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۳۸	۰٫۲۸	۰٫۳۲	۰٫۳۲	۰٫۳۱
Yb	۰٫۰۱	۱٫۸	۱٫۵	۱٫۶	۱٫۸	۱٫۸	۱٫۶	۱٫۶	۱٫۶	۱٫۶
Lu	۰٫۰۱	۰٫۴۲	۰٫۴	۰٫۳۹	۰٫۴۷	۰٫۴۳	۰٫۲۸	۰٫۳۵	۰٫۱	۰٫۱
$(Ce/Yb)_N$	-	۶٫۱۹	۹٫۷۳	۱۰٫۰۵	۸٫۸۹	۹٫۹۴	۷٫۹۵	۹٫۲۵	۷٫۶	۹٫۶
Eu/Eu^*	-	۱٫۱۹	۰٫۷۵	۰٫۸۱	۰٫۸۲	۰٫۸۱	۱٫۱۶	۰٫۹۲	۱٫۱۹	۰٫۸۰
$(La/Yb)_N$	-	۸٫۲۸	۱۴٫۹۹	۱۳٫۹۹	۱۳٫۱۷	۱۳٫۵۵	۱۱٫۸۷	۱۴٫۴	۱۱٫۰۵	۱۳٫۵۵

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.15.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.221]



شکل ۶ الف) نمودار درصد SiO_2 نسبت به مجموع K_2O+Na_2O [۷]. برای نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی منطقه قره‌چنگل ب) نمودار دو متغیره Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y [۸] برای رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی منطقه قره‌چنگل پ) در نمودار دو متغیره K_2O نسبت به SiO_2 [۹] و موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه قره‌چنگل بر آن ت) نمودار دو متغیره A/NK نسبت به A/CNK [۱۰] و موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه قره‌چنگل بر آن.

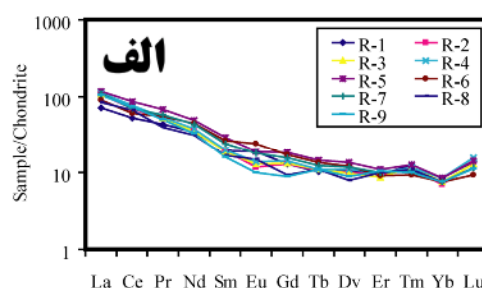
در الگوی توزیع عناصر خاکی نادر (REE) بهنجار شده به کندریت [۱۱]، غنی شدگی متوسطی از LREEها نسبت به HREEها در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۷ الف). این نوع الگوی غنی‌شدگی از مشخصه‌های ماگماهای وابسته به پهنه فرورانش است [۱۲]. در الگوی توزیع عناصر بهنجار شده به گوشته اولیه [۱۳]، غنی‌شدگی عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) مانند K، Ba و Cs نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Ti، Nb و Zr دیده می‌شود (شکل ۷ ب) که می‌تواند به دخالت صفحه فرورونده و آغشتگی جزئی ماگما با پوسته قاره‌ای نسبت داده شود [۱۴]. در نمودار REE های بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۱]، مقدار کم $(La/Yb)_N$ در همه سنگ‌های آتشفشانی به همراه الگوی REEها (شکل ۷ الف) نشان دهنده تشکیل ماگما در عمق کمتر از گستره پایداری گارنت و یا کم بودن این مقدار در خاستگاه است (جدول ۲). براساس نسبت $(Ce/Yb)_N$ می‌توان تا حدی عمق و نرخ ذوب سنگ مولد را تشخیص داد. کم بودن این مقدار بیانگر خاستگاه ماگما در عمق کم یا نرخ ذوب بالاست. از آنجاکه این نسبت در همه نمونه‌های مورد بررسی کمتر از ۱۰٫۰۵ است، خاستگاه ماگما در قسمت‌های بالای گوشته است.

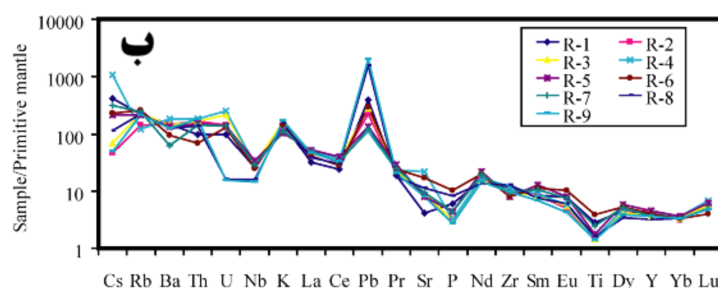
مقادیر بی هنجاری Eu ($Eu/Eu^* = Eu_N/[(Sm_N \times Gd_N)^{0.5}]$) [۱۵] در سنگ‌های آتشفشانی در گستره ۰٫۷۵ تا ۱٫۱۹ متغیر است. وجود بی هنجاری منفی Eu (در اغلب نمونه‌ها) از ویژگی های گدازه‌های آهکی قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی وابسته به فرورانش بوده و بیانگر حضور جزئی پلاژیوکلاز به عنوان فاز

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.15.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.221]

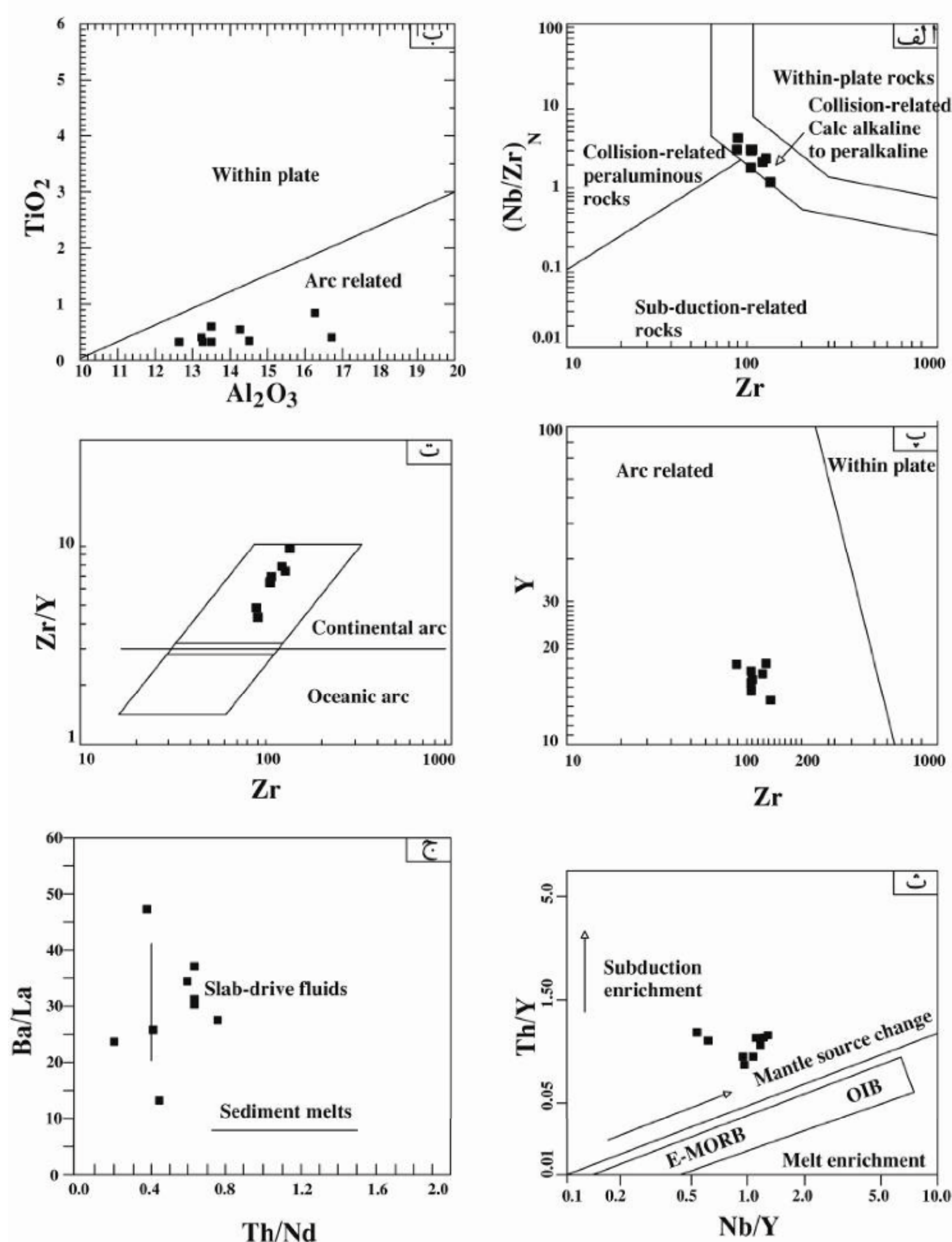
باقی مانده طی ذوب بخشی است [۱۶]. از نظر ترمودینامیکی، بی هنجاری Eu در سیال های گرمابی به شدت به دما، pH و گریزندگی اکسیژن بستگی دارد [۱۷]. در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۱۳]، غنی‌شدگی از LILEها نسبت به HFSEها دیده می‌شود. عناصر سنگ دوست بزرگ یون چون Sr، Ba و K تحرک بالایی در سیال‌های آبی از خاستگاه پوسته اقیانوسی فرورو دارند که ورود آنها به گوشته نیز این بی هنجاری مثبت را ایجاد می‌کند (شکل ۷ ب) [۱۸]. نسبت Sr/Y در سنگ‌های آتشفشانی در گستره ۵/۲۹ تا ۲۵/۵۵ متغیر است. Sr عنصری سازگار در کانی پلاژیوکلاز است، به طوریکه ذوب و ناپایدار شدن پلاژیوکلاز باعث آزادسازی Sr و ایجاد بی هنجاری مثبت می شود. از طرفی، عنصر Y به شدت در کانی گارنت سازگار بوده و غنی‌شدگی از این عنصر نشانه وجود مقداری گارنت در سنگ خاستگاه و ناپایدار شدن آن است. مقادیر پایین نسبت Sr/Y در نمونه‌های مورد بررسی برپایه فراوانی کانی‌های پلاژیوکلاز، گارنت و آمفیبول در فاز باقی مانده توضیح داده می‌شود، به طوریکه مقادیر بالاتری از پلاژیوکلاز و آمفیبول به همراه مقدار کمتری از گارنت در فاز باقی مانده سبب ایجاد نسبت پایین Sr/Y در گدازه می‌شود. این امر بیانگر حضور جزئی پلاژیوکلاز در فاز باقی مانده بوده و توجیه کننده بی هنجاری منفی جزئی Eu است.

در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، عناصر Ti، Nb و Zr بی هنجاری منفی نشان می‌دهند (شکل ۷ ب). این عناصر دارای پتانسیل یونی بالا بوده و در نتیجه در سیال آزاد شده از سنگ کره فرورو نامحلول هستند و از اینرو، بی هنجاری منفی نشان می‌دهند. بی هنجاری منفی Ti و Zr ناشی از باقی ماندن آنها در ساختار کانی‌هایی مانند تیتانومگنتیت، ایلمنیت و زیرکن است. کانی‌های تیتانیوم‌دار اگر در ماگمای مولد در مخزن باقی مانده باشند، موجب بی هنجاری منفی از Ti می‌شوند [۱۹]. در پهنه‌های فرورانش، گریزندگی O_2 بالا بوده و دمای بالایی برای ذوب کانی های Ti دار نیاز است. به دلیل فراهم نشدن شرایط ویژه دمایی، این عنصر در فازهای تیتانیوم‌دار باقی ماند و بی هنجاری منفی نشان می‌دهد. بی هنجاری منفی Nb شاخص مناطق فرورانش و از ویژگی‌های ماگماهای برآمده از پوسته اقیانوسی در پهنه فرورانش است [۱۲]. مقادیر منفی Nb همچنین می‌تواند ناشی از رخداد تهی‌شدگی پیشین در سنگ مخزن گوشته باشد [۲۰]. سنگ‌های آتشفشانی منطقه قره‌چنگل بر اساس نمودار $(Nb/Zr)_N$ نسبت به Zr در محیط‌های برخوردی آهکی قلیایی تا پرقلیایی تشکیل شده‌اند [۲۱] (شکل۸ الف). بر اساس نمودارهای دو متغیره TiO_2-Al_2O_3 [۲۲] (شکل ۸ ب) و Zr-Y [۲۳] (شکل ۸ پ)، سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در گستره کمان آتشفشانی جای دارند. برای تعیین نوع کمان آتشفشانی از نمودار Zr/Y نسبت به Zr [۲۴] استفاده شد. بر این اساس، سنگ‌های آتشفشانی در کمان قاره‌ای قرار دارند (شکل ۸ ت). کمان‌های قاره‌ای نسبت به کمان‌های اقیانوسی از SiO_2 غنی‌تر هستند و بی هنجاری مثبت‌تری از عناصر K، Rb و U را نشان می‌دهند [۲۵].





شکل ۷ الف) الگوی توزیع REEهای بهنجار شده به کندریت [۱۱] و ب) نمودار فراوانی عناصر جزئی و خاکی‌نادر بهنجارشده به گوشته اولیه [۱۲] برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه قره‌چنگل.



شکل ۸ تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه قره‌چنگل بر اساس الف) نمودار دو متغیره $(Nb/Zr)_N$ نسبت به Zr [۲۱]، ب) نمودار دو متغیره TiO_2 نسبت به Al_2O_3 [۲۲]، پ) نمودار دو متغیره Y نسبت به Zr [۲۳]، ت) نمودار دو متغیره Zr/Y نسبت به Zr [۲۴]، ث) نمودار دو متغیره Th/Y نسبت به Nb/Y [۲۵]، ج) نمودار دو متغیره Ba/La نسبت به Th/Nd [۲۶].

خاستگاه ماگمای مولد سنگ‌های آتشفشانی منطقه قره‌چنگل بر اساس نمودار دو متغیره Th/Y نسبت به Nb/Y [۲۳]، در فاصله بین گوشته تغییر یافته و گوشته غنی‌شده فرورانش قرار دارد (شکل ۸ ث). برای تعیین نقش سیال های برآمده از فرورانش و دگرنهادی وابسته به رسوب های فرورونده در ماگمای به وجود آورنده سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی از نمودار دو متغیره Ba/La نسبت به Th/Nd استفاده شد [۲۶] (شکل ۸ ج). بر پایه پژوهش وود [۲۷]، نسبت Ba/La برای بازالت‌های پشته میان اقیانوسی نوع مورب غنی-شده (E-MORB) برابر با ۱۰ تا ۱۵، برای نوع تهی شده (N-MORB) حدود ۴ تا ۱۰ و برای مرزهای واگرا بیش از ۱۵ است. این نسبت برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه بین ۱۳/۲ تا ۴۷/۲ متغیر بوده که نشانه غنی‌شدگی گوشته توسط سیال های بر آمده از فرورانش و بازالت‌های پشته میان اقیانوسی نوع

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.15.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.221]

موروب غنی شده (E-MORB) است (شکل ۸ ج). مواردی چون نسبت پایین $(La/Yb)_N$، ۸٫۲۸ تا ۱۴٫۹۹، الگوی REEهای هنجار شده نسبت به کندریت و نسبت پایین $(Ce/Yb)_N$، ۶٫۱۹ تا ۱۰٫۰۵، به همراه مقدار Yb کمتر از ۲ نشان می‌دهند که گارنت به صورت جزئی در خاستگاه ماگمای مولد سنگ‌های آتشفشانی منطقه حضور دارد.

بررسی میانبارهای سیال

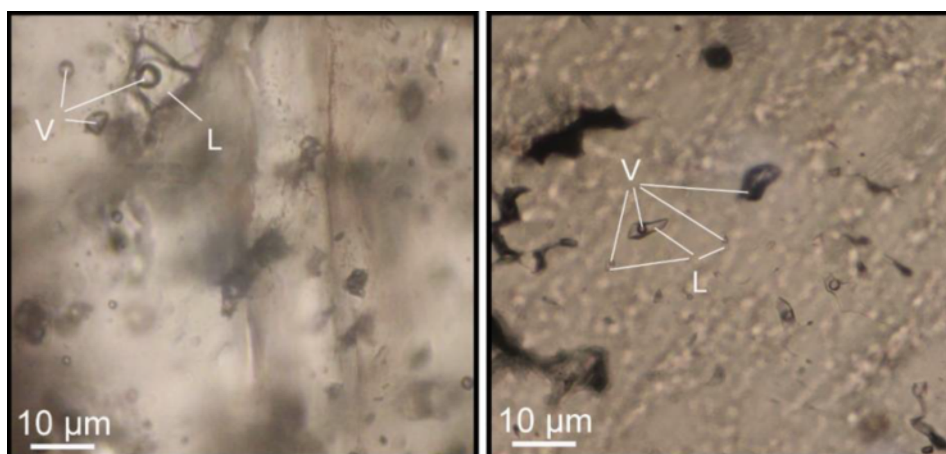
سنگ‌نگاری میانبارهای سیال: ویژگی‌هایی چون نوع میانبار سیال (اولیه، ثانویه یا ثانویه کاذب)، شکل، اندازه، نسبت‌های فازی و چگونگی گسترش هندسی میانبارهای سیال بررسی شدند. با توجه به سازای میانبارها و معیارهای تشخیص میکروسکوپی، هیچ شاهدی از حضور CO_2 مایع یا گاز و کانی-های نوزاد در میانبارها دیده نشد. اندازه میانبارهای مورد بررسی حدود ۸ تا ۱۵ میکرون با بیشترین فراوانی در گستره ۸ تا ۱۰ میکرون است (شکل ۹). میانبارها بیشتر به شکل‌های بیضی مانند، چارگوش و میله‌ای دیده می‌شوند. میانبارهای سیال اولیه به صورت دو فـازی شامل از مـایع و گـاز (L + V) بـدون فـاز جامد بوده و اغلب آنها سیال‌های درگیر غنی از مایع هستند. فاز مـایع در آنهـا معمولاً ۷۰-۸۰ درصد حجم کلی سیال است. به ندرت سیال‌های دو فـازی غنی از گـاز (V + L) با ۵ درصد فاز مایع و سیال‌های درگیر تک فازی گاز (V) نیز دیده مـی‌شـود کـه بـا توجه به دمای همگن شدگی غیرمتعارف و تعداد محدود، به احتمال بسیار ناشی از پدیده‌های ثانویه هستند.

ریزدماسنجی میانبارهای سیال: نتایج ریزدماسنجی میانبارهای سیال در منطقه معدنی قره چنگل در جدول ۳ و شکل‌های ۹ تا ۱۱ آورده شده است. دمای ذوب نهایی یخ در میانبارهای دو فازی غنی از مایع از ۶٫۳- تا ۱۹- درجه سانتی‌گراد (تعداد = ۲۴، میانگین ۱۴- درجه سانتی‌گراد) تغییر می‌کند که معادل با شوری ۱۰-۲۲ درصد وزنی معادل نمک است. همه این میانبارهای سیال به فاز مایع همگن شدند و دمای همگن-شدگی آنها از ۲۰۲ تا ۲۴۷ درجه سانتی‌گراد (تعداد = ۲۴، میانگین ۲۳۱ درجه سانتی‌گراد) تغییر می‌کند. دمای ذوب نخستین قطعه یخ در این میانبارها ۲۳٫۲- تا ۳۸- درجه سانتی‌گراد (تعداد = ۱۱، میانگین ۲۷٫۱- درجه سانتی‌گراد) است. این امر نشان می‌دهد که سیال کانه‌ساز به صورت یک شورابه ساده تشکیل شده از NaCl نبوده، بلکه ممکن است که افزون بر سدیم، دربردارنده نمک‌های منیزیم، پتاسیم، کلسیم، آهن و منگنز نیز بوده باشد [۲۸]. میزان شوری در کانسارهای فراگرمایی غنـی از فلزات پایه- نقره، ۱۲-۲۳ درصد وزنی و در کانسارهای نوع عمیق‌تر فراگرمایی سولفیدشدگی پایین، ۳ تا ۱۰+ درصد وزنی معادل نمک طعام است [۱۹] که با نتایج ریزدماسنجی میانبارهای سیال ذخیره قره‌چنگل همخوانی دارد. مقایسه نتایج ریزدماسنجی میانبارهای سیال با نمودار مرجع [۲۹]، نشان می‌دهد که داده‌های میانبار سیال منطقه قره‌چنگل در گستره کانسارهای فراگرمایی واقع است (شکل ۱۱ الف). با رسم مقادیر دمای همگن شدگی و شوری بر یک نمودار، می-توان چگالی سیال را بدون توجه به شرایط به دام افتادن آن تعیین کرد [۲۹]. بر این اساس، چگالی میانبارهای سیال در منطقه معدنی قره چنگل برابر با ۹ تا ۱۰ گرم بر سانتی متر مکعب است (شکل ۱۱ ب). شوری و دمای بیشتر سیال های گرمابی در طول مراحل آخر تشکیل ذخیره کاهش می‌یابد که بیانگر کاهش دما و یا اضافه شدن آب جوی است (۱۱پ). نمودار شکل ۱۱ پ روندی از آمیختگی یک سیال گرمابی با شوری و دمای بالاتر با سیالی با دما و شوری پایین‌تر را نشان می‌دهد که با ترکیبی از فرایندهای رقیق شدگی و آمیختگی همخوانی دارد. سیال رقیق کننده می‌تواند آب‌های با خاستگاه جوی بوده باشد. بر اساس یافته‌های رودر [۳۰]، همراهی و همزمانی میانبارهای سیال غنی از گاز و میانبارهای سیال غنی از مایع و نیز وجود سیال های با شوری بالا همراه با میانبارهای سیال با شوری پـایین نـشانگر پدیده جوشش در سامانه‌های گرمابی کانه‌زایی منطقه قره‌چنگل است. با انطباق دمای همگن شدگی و مقدار شوری میانبارهای سیال (برحسب درصد وزنی معادل نمک طعام) [۳۱]، کمترین عمق کانـه‌زایـی در ذخیره قره چنگل ۴۰۰ متر زیر سطح ایستابی قدیمی به دست می‌آید (شکل ۱۱ ت).

نوع کانی‌سازی

با توجه به مطالب بیان شده و شواهد زیر در کل می‌توان گفت که کانه‌زایی منطقه قره‌چنگل بیشترین شباهت را به کانسارهای فراگرمایی سولفیدشدگی پایین دارد: ۱- شرایط زمین‌ساختی قوس آتشفشانی قاره‌ای برپایه بررسی‌های زمین‌شیمیایی بر سنگ‌های آتشفشانی درونگیر، ۲- همراهی ذخیره با سنگ‌های آتشفشانی تراکی آندزیت، ریوداسیت و ریولیت، ۳- کانه‌زایی اسفالریت، گالن، کالکوپیریت و طلا (Zn+Pb+Cu+Au)، ۴-

حضور بافت‌های شاخص رگه‌ای، پرکننده فضای خالی، جانشینی، برشی، تیغه‌ای و کوارتز ریز بلورین، ۵- حضور گسترده کربنات همراه با کوارتز (مهمترین کانی‌های باطله که در شرایط اسیدی سولفیدشدگی بالا امکان حضور ندارند)، ۶- مقادیر نسبت‌های زمین‌شیمیایی Th/Y و Ba/La که نشانگر نقش سیال‌های جوی در کانه‌زایی و ارتباط منطقه با فرورانش است، ۷- شوری به نسبت پایین سیال‌های کانسنگ‌ساز براساس یافته‌های زیردماسنجی میانبارهای سیال و ۸- رخداد کلسیت و کانی‌های رسی غنی از پتاسیم (سریسیت و ایلیت) در سامانه دگرسانی منطقه.

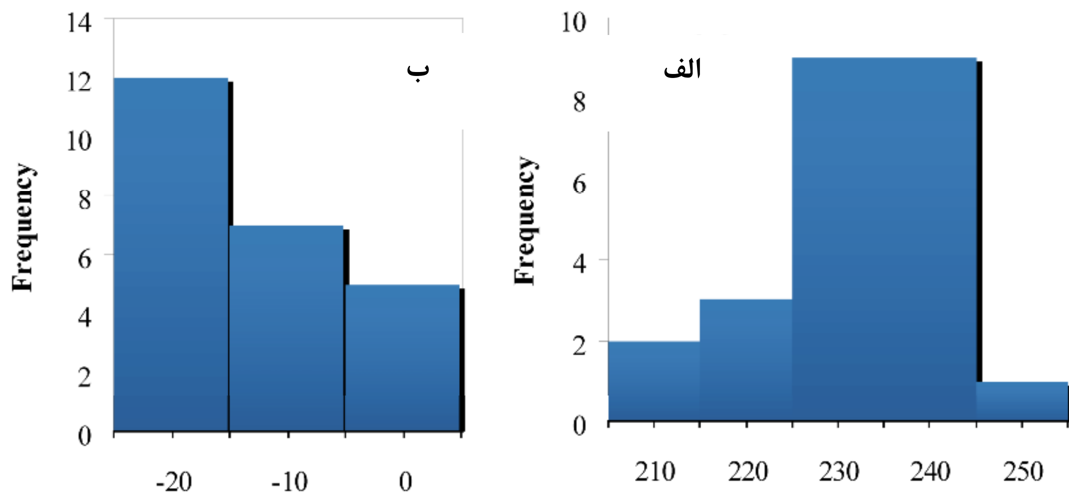


شکل ۹ تصاویر میکروسکوپی از میانبارهای سیال اولیه دو فازی غنی از مایع (L+V). V و L به ترتیب بیانگر فاز گازی و مایع هستند.

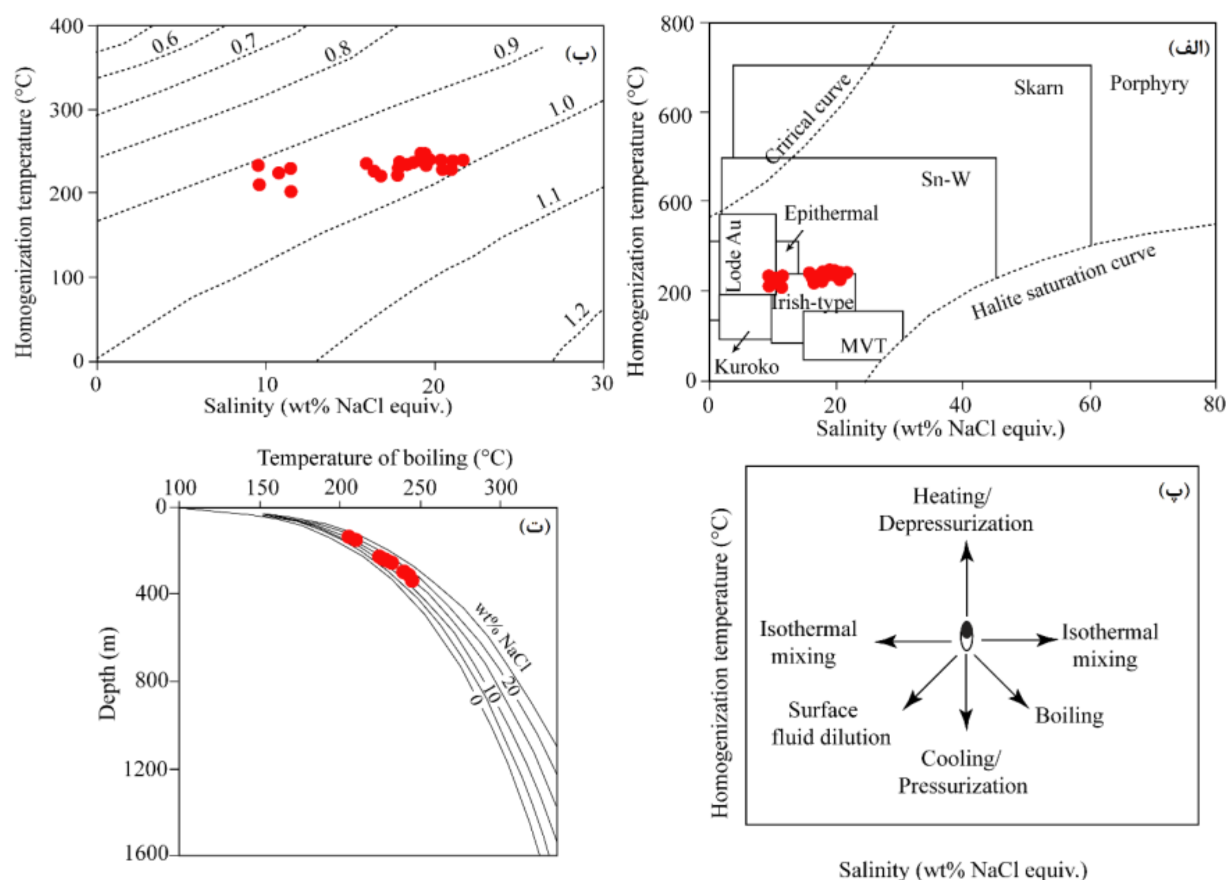
جدول ۳ داده‌های ریزدماسنجی میانبارهای سیال اولیه دوفازی غنی از مایع در منطقه معدنی قره‌چنگل. (T_{m-ice}: دمای ذوب نهایی یخ، T_h : دمای همگن‌شدگی سیال، T_{FM} : دمای نخستین ذوب یخ و T_{ice}: دمای انجماد.

T_h	اندازه میانبار سیال µm	T_{ice} °C	T_{m-ice} °C	T_{FM} °C	شوری(wt%NaCl)	نوع همگن شدگی
۲۲۹	۱۰	-۵۷	-۷/۸	-۲۶	۱۱/۴۶	LV → L
۲۳۸	۱۰	-۵۹	-۱۷/۲	-۲۷	۲۰/۳۷	LV → L
۲۲۶	۱۰	-۶۲	-۱۸/۱	-۲۳/۲	۲۱/۰۴	LV → L
۲۲۸	۸	-۶۸	-۱۷/۳	-	۲۰/۴۵	LV → L
۲۲۶/۸	۸	-۵۴	-۱۲/۴	-	۱۶/۳۴	LV → L
۲۳۹	۱۵	-	-۱۵/۲	-۲۶	۱۸/۸۰	LV → L
۲۳۸/۵	۱۲	-	-۱۹	-	۲۱/۶۸	LV → L
۲۳۹/۲	۱۰	-	-۱۶/۲	-	۱۹/۶۰	LV → L
۲۲۷	۱۰	-	-۱۴	-۲۵	۱۹/۷۹	LV → L
۲۱۱	۱۰	-۵۸	-۶/۳	-۳۸	۹/۶۰	LV → L
۲۰۲	۱۰	-	-۷/۸	-	۱۱/۴۶	LV → L
۲۴۲	۸	-	-۱۶	-	۱۹/۴۵	LV → L
۲۳۹	۷	-	-۱۵/۸	-	۱۹/۲۹	LV → L
۲۳۵	۱۵	-۶۲	-۱۲	-۲۴	۱۵/۹۶	LV → L
۲۳۶	۱۵	-۶۴	-۱۴/۲	-۲۷	۱۷/۹۶	LV → L
۲۴۷	۱۰	-۵۸	-۱۵/۷	-	۱۹/۲۱	LV → L
۲۳۴	۱۰	-	-۱۴/۸	-	۱۸/۴۷	LV → L
۲۳۵/۵	۸	-	-۱۶/۱	-	۱۹/۵۳	LV → L
۲۲۱	۸	-	-۱۲/۸	-۲۴	۱۶/۷۱	LV → L
۲۲۵	۱۰	-۵۸	-۷/۲	-۲۶	۱۰/۷۳	LV → L
۲۳۳	۱۰	-۶۲	-۶/۳	-	۹/۶۰	LV → L
۲۲۰	۱۰	-	-۱۴	-	۱۷/۷۹	LV → L
۲۳۷	۱۵	-	-۱۶/۲	-۳۲	۱۹/۶۰	LV → L
۲۳۴/۵	۱۵	-	-۱۸	-	۲۰/۹۷	LV → L

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.15.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.221]



شکل ۱۰ نمودار فراوانی نسبت به دمای همگن‌شدگی (الف) و درجه شوری (ب) برای میانبارهای سیال اولیه دو فازی غنی از مـایع در کوارتزهـای منطقه قره چنگل.



شکل ۱۱ الف) نمودار دو متغیره دمای همگن‌شدگی نسبت به شوری برای میانبارهای سیال در کانسارهای مختلف [۲۹] که بر اساس آن میانبارهای سیال منطقه قره‌چنگل در گستره ذخایر اپی‌ترمال قرار دارند. (ب) نمودار دو متغیره دمای همگن‌شدگی نسبت به شوری برای میانبارهای دو فازی غنی از مایع مورد بررسی برای تعیین چگالی میانبارها [۲۹] . (پ) نمایش طرحوار روندهای معمول میانبارهای سیال در فضای شوری- دمای همگن‌شدگی ناشی از فرآیندهای مختلف دگرگونی سیال [۲۹] که نشان‌دهنده فرایند آمیختگی و رقیق‌شدگی طی دگرگونی سیال گرمابی در منطقه معدنی قره‌چنگل است. (ت) برآورد عمق تشکیل ذخیره قره‌چنگل بر اساس دمای همگن شدن میانبارهای سیال [۳۱].

برداشت

مهمترین نتایج به دست آمده از این پژوهش عبارتند از:

۱- کانه‌زایی درونزاد (شامل بر اسفالریت، گالن، کالکوپیریت، پیریت، مگنتیت، طلا، دیژنیت و بورنیت) به همراه انباشت‌های کانیایی برونزاد (کالکوسیت، کوولیت، سروزیت، مالاکیت، آزوریت، هماتیت و گوتیت) ذخیره نوع رگه‌ای قره‌چنگل (شمال غرب قزوین) در سنگ‌های آتشفشانی (تراکی آندزیت، ریولیت و داسیت) و آذرآواری (توف، توفیت، شیل‌های توفی) رخ داده است.

۲- دگرسانی‌های آرژیلیک، سریسیتی، پروپیلیتیک و سیلیسی پیرامون رگه‌های کانه‌زایی شده گسترش یافته‌اند. کلسیت و کوارتز مهمترین باطله‌های همراه کانه‌زایی هستند. بافت‌های رگه-رگچه‌ای، جانشینی، برشی، پراکنده، تیغه‌ای و پرکننده فضای خالی در کانسنگ‌ها نمایان هستند.

۳- بررسی میانبارهای سیال نشان می‌دهد که جوشش همزمان با سردشدن سازوکار مهم و اثرگذار طی گسترش رگه‌های کانی سازی شده قره چنگل است.

۴- رخداد پدیده جوشش طی تشکیل رگه‌های کانه‌زا را می‌توان برپایه شواهدی چون همزیستی میانبارهای سیال غنی از مایع و بخار، برشی‌شدن، حضور کوارتز ریزبلورین و کلسیت تیغه‌ای برداشت نمود.

۵- بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که سنگ‌های درونگیر آتشفشانی ذخیره قره‌چنگل پرآلومین بوده و دارای ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی هستند. افزون بر این، می‌توان برای این سنگ ها ارتباط با پهنه فرورانش و گسترش در کمان آتشفشانی از نوع قاره‌ای را در نظر گرفت.

۶- این پژوهش نشان می‌دهد که کانه‌زایی در منطقه قره‌چنگل بیشترین شباهت را به ذخایر فراگرمایی سولفیدشدگی پایین دارد و کمترین عمق کانـه‌زایـی حدود ۴۰۰ متر زیر سطح ایستابی قدیمی است.

قدردانی

نگارندگان مقاله از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده‌اند که به این وسیله کمال تشکر خود را از مسؤولین این معاونت اعلام می-دارند. نگارندگان، همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

[1] Alavi M., *"Tectonic map of the Middle East: Scale 1:5,000,000"*, Geological Survey of Iran (1991).

[2] Ghorbani M., *"Economic Geology of Iran's Mineral and Natural Resources"*, Arian Zamin publications (2007) 1-515.

[3] Nabatian G., Giang S.Y., Honarmand M., Neubauer F., *"Zircon U-Pb ages, geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Tarom-Olya pluton, Alborz magmatic belt"*, Lithos 244 (2016) 43-58.

[4] Verdel C., Wernicke B. P., Hassanzadeh J., Guest B., *"A Paleogene extensional arc flare-up in Iran"*, Tectonics 30 (2011) 1-20.

[5] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., *"Zagros orogeny: a subduction-dominated process"*, Geological Magazine 148 (2011) 692-725.

[6] Asiabanha A., Foden, J., *"Post-collisional transition from an extensional volcanosedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges,* North of Iran ",. Lithos 148 (2012) 98-111.

[7] Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B., *"A chemical classification of volcanic rocks based on the the total alkali-silica diagram"*, Journal of Petrology 27 (1986) 745-750.

[8] Winchester J. A., Floyd P. A., *"Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation pro-textures and setting of VMS mineralization in the Pilbara ducts using immobile elements"*, Chemical Geology 20 (1977) 325-344.

[9] Peccerillo A., Taylor S. R., *"Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 58 (1976) 63-81.

[10] Shand S. J., *"Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to*

straddling the Asthenosphere-Lithosphere boundary", Lithos 102 (2008) 295-315.

[19] Sillitoe R. H., Hedenquist J. W., "*Linkages between volcano-tectonic settings, ore-fluid compositions and epithermal precious metal deposits"*, Society of Economic Geologists, Special Publication 10 (2003) 315-343.

[20] Walker J. A., Patino L. C., Carr M. J., Feigenson M. D., "*Slab control over HFSE depletions in central Nicaragua"* Earth and Planetary Science Letters 192 (2001) 535-543.

[21] Thieblemont D., Tegyey M., "*Geochemical discrimination of differentiated magmatic rocks attesting for the variable origin and tectonic setting of calc-alkaline magmas* "Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie II 319 (1994) 87-94.

[22] Muller D., Groves D.I., "*Potassic igneous rocks and associated gold copper mineralization"*, Springer Verlage (1997) 241 p.

[23] Le Maitre R.W., "*A Classification of igneous rocks and Glossary of Terms (IUGS): Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of igneous rocks"*, Blackwell, Oxford (1989) 193 p.

[24] Pearce J. A., "*Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins"*, In: Hawkesworth, C. J., Norry M. j., (Eds.,) Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva, Nantwish (1983) 230-249.

[25] Stern R. J., "S*ubduction zones"*, Reviews of Geophysics 40 (2002) 1012-1054.

[26] McCulloch M. T., Gamble J. A., "G*eochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism"*, Earth and Planetary Science Letters 102 (1991) 358-374.

[27] Wood D. A., *The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the british ore deposits"*, 3rd edition, Hafner, New York (1947) 1-448.

[11] Boynton W. V., "*Cosmochemistry of the rare earth elements, Meteorite studies",* In: P. Henderson (Editor), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam (1984) 63-114.

[12] Gill R., "*Igneous rocks and processes"*, Wiley-Blackwell, New Jersey (2010) 1-428.

[13] Sun S. S., McDonough W. F., "*Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes",* In: Magmatism in the Ocean, Basins", (Eds. Saunders A. D., Norry M. J.,) special publications Geological Society, London 42 (1989) 313-345.

[14] Maniar P. D., Piccoli P. M., *"Tectonic discrimination of granitoids"*, Geological Society of America Bulletin 101(1989) 635-643.

[15] Graupner T., Muhlbach C., Schwarz-Schampera U., Henjes-Kunst F., Melcher F., Terblanche H., "*Mineralogy of high-field-strength elements (Y, Nb, REE) in the world-class Vergenoeg fluorite deposit, South Africa"*, Ore Geology Reviews 64 (2014) 583-601.

[16] Tepper J. H., Nelson B. K., Bergantz G. W., Irving A. J., "*Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: Generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 113 (1993) 333-351.

[17] Abedini A., Calagari A.A., Naseri H., "*Mineralization and REE geochemistry of hydrothermal quartz and calcite of Helmesi vein-type copper deposite, NW Iran"*, Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie Abhandlungen 281 (2016) 123-134.

[18] Peters T. J., Menzies M., Thirwall M., Kyle P., "*Zuni-Bandera volcanism, Rio Grande, USA – melt formation in garnet- and spinel facies mantle*

[29] Wilkinson J. J., *"Fluid inclusions in hydrothermal **ore** deposits",* Lithos 55 (2001) 229-272.

[30] Roedder E., *"Fluid Inclusions",* Reviews in Mineralogy 12 (1984) 1-646.

[31] Haas J. L., *The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system in hydrostatic pressure",* Economic Geology 66 (1971) 940-946.

Tertiary volcanic province", Earth and Planetary Science Letters 50 (1980) 11-30.

[28] Valenza K., Moritz R., Mouttaqi A., Fontignie D. and Sharp Z., *"Vein and Karst barite deposits,"* in the *western Jebilet of Morocco: Fluid inclusion and isotope (S, O, Sr) evidence for regional fluid mixing related to central Atlantic Rifting*", Economic Geology 95 (2000) 587-606.